

水文地质工程地质
选辑



喀斯特水文学

地质出版社

喀斯特水文学

水文地质工程地质选辑第十七辑

地质出版社

喀斯特水文学
水文地质工程地质选辑第十七辑
何宇彬 等编译

*

地质矿产部书刊编辑室编辑

责任编辑 朱庆陞

地质出版社出版

(北京西四)

地质出版社印刷厂印刷

(北京海淀区学院路29号)

新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

*

开本: $850 \times 1168^{1/32}$ 印张: $8^{3/4}$ 插页: 一个 字数: 230,000

1982年6月北京第一版·1982年6月北京第一次印刷

印数1—3,080册·定价1.60元

统一书号: 15038·新781

前 言

“喀斯特水文学”是六十年代以来逐渐发展起来的一门边缘学科，它是把陆地水文学原理应用到以溶洞水为主的喀斯特含水层中。国外采用这一途径对喀斯特水资源评价已取得初步效果。

溶洞水跟毛细水、孔隙水、裂隙水具实质性区别，所以普通水文地质学中的一些概念对溶洞水来说已不适用，需要探讨新的途径。

(一)

目前对溶洞水特点的认识归纳如下：

1. 在灰岩含水层中，溶洞水和裂隙水是结合在一起的，只不过不同地区两者所占的比例不同而已。溶洞水的流态以紊流为特征，可用达尔西-韦斯巴茨方程来表示紊流同管径与水力梯度的关系。

2. 溶洞水发育在水平径流带，因为这一部位最有利于混合溶液作用及水动力交替作用。目前大家在地表所见到的溶洞就是发育在这一部位，随后由地壳上升而抬升至包气带内。

3. 溶洞水的等压面呈波状曲面，这是水流在复杂的溶道内（或称营道），由于水头压力变化而引起的反映，可用水力学的伯努利定律解释。根据等压曲面的变化可推测溶道断面的变化，如“低水位槽”反映溶道断面变小，否则反之。

4. 溶道的发生和发展遵循着由“溶隙→溶道→网状溶道系”的演化过程，溶道之间的联通程度随着喀斯特发育阶段或发育程度而转化。在喀斯特学研究史上曾出现过“孤立水流”与“统一水流”两大学派，他们争论的实质性问题还是在于对溶道形成的认识上面。

5. 在特殊的地貌部位发育周期性泉、潭及海底泉等形态，它们都是灰岩含水层中溶洞水的特有形态。

6. 由于溶道内气、水压力的变化而产生的交替作用称“洞穴呼吸”。如南澳大利亚纳勒博平原的许多洞穴中存在强劲的风，风速可超过11米/秒。洞穴内水流引起空气流动，其风速每秒可大于几米，急速上涨的水可以排除空气而产生迅速向外流动的气流。洞穴呼吸现象在我国南方各省是常见的，如矿区由于排水疏干而引起地面塌陷就是由于“真空吸附作用”（或潜蚀作用）的结果。再如水库底部（溶洼或溶盆底）由于全部堵塞落水洞，蓄水后产生新的渗漏点就是由于“顶托气压”作用的结果，所以采用排气减压装置保持洞穴的正常呼吸能收到较好的效果。

7. 溶洞水的动态对降雨反应比裂隙水敏感得多，而且水文过程线是不均一的。如美国宾夕法尼亚州的罗克泉属溶洞水，流量过程线上升具猛涨猛落特点，消退50%的水量只需6天。而托姆普森泉属裂隙水，流量过程线上升迅猛但消退缓慢，消退50%的水量需60天。溶洞水中的电导率（ μ ）及硬度随流量的增大而减少，而在裂隙水中两者则基本稳定。这主要是由于溶洞水靠落水洞的渗流补给，在瞬间可接受大量的水，所以它的冲淡作用强于裂隙水。脉冲试验就是把天然水中硬度变化作为标志的。

（二）

如上所述，溶洞水属紊流特点，所以在孔隙—裂隙水含水层中通用的地下水动力学公式对溶洞水来说是不适用的，这已被国内外大量实践所证明。在水资源评价的研究过程中，逐渐发展了喀斯特水文学。它是把一个水文地质单元作为整体看待，所计算出的参数也是代表该单元的参数。从而抛开了传统的地下水动力学公式的局限性，也避开了难以处理的渗透系数 K 与含水层厚度 H （该两值是难以确定的）。如南斯拉夫的卢布尔雅那河流盆地分成八个小单元进行计算，得出总的渗入系数 α 值是0.61。

国外常用的（而且是比较见效的）方法是：

1. 衰减分析 根据 E. 梅勒于 1905 年提出来的衰减曲线的基本公式 $Q_t = Q_0 e^{-\alpha t}$ 在长期观测的基础上对泉水流量进行衰减分析, 以求出整个流域的导水系数 (T)、贮水系数 (S) 和渗入系数 (α)。

2. 用系统理论预测喀斯特泉流量 应用系统理论建立数学模型来预测大型喀斯特泉的流量。如法国南部的沃克留兹泉收集和观测了 100 年的水位与流量资料, 建立了泉流量与降水关系的数学模型, 可提前 3—4 个月预报水量。

我国水文地质学家们也试用了一些较有成效的途径, 如:

1. 均衡法 铁道部第二设计院曾对平关隧道应用了水均衡法计算涌水量为 145690 立方米/昼夜, 1968 年两季该隧道进口段实际涌水量为 10 万立方米/昼夜 (出口段水量小未计算在内), 获得了较满意的结果。计算公式

$$Q = \frac{F \cdot A \cdot \alpha}{T} \quad (\text{立方米/昼夜})$$

式中 F ——集水面积 (M^2);

A ——降雨量 (毫米);

α ——渗入系数 (%)

T ——渗入隧洞所需时间。

2. 地下径流模数法^① 广西水文地质队应用地下径流模数评价地苏暗河不同地段的水资源, 获得较好的效果, 基本公式:

$$\text{地下径流模数} = \frac{\text{暗河总出口流量}}{\text{暗河总补给面积}} \quad (\text{立方米/秒} \cdot \text{平方公里})$$

$$\text{暗河各支流段流量} = \text{各支流段汇水面积} \times \text{地下径流模数} \\ (\text{立方米/秒})$$

3. 相关分析法 如娘子关泉流量与前 71 个月的平均降水量关系最密切, 相关系数为 0.93。据山西晋祠泉的多年降雨和泉水流量观测资料进行了相关分析研究, 得出相关系数最佳者为 0.928

① 见《中国岩溶研究》第四章第二节。

-0.979。另外也表明前二年半的降雨量与泉水流量的相关系数较接近，可用此数据预报泉流量。

又如对济南泉水进行了14年的系统观测，用回归分析得出了泉的年平均流量经验方程式，计算出相关系数都大于0.90，证明线性关系良好。经初步验算结果表明，用此法进行泉水流量预测误差较小。

(三)

南斯拉夫特雷比什尼察河流域和英国孟迪普丘陵区都开展了比较系统深入的喀斯特水文学研究。它的主要工作是长期动态观测及联通试验，在此基础上进行水文学计算。

1. 地下水长期动态观测

对喀斯特地区地下水进行系统的长期观测工作，在我国尚未得到应有的重视。观测时间太短或连续性较差，所累积的资料不能满足水文学计算上的要求。因为水文现象具不重复性、区域性及周期性的特点，从而不能依靠短期观测资料作出今后水文现象的完满判断。实践证明，根据短期水文资料很难得出泉水周期性变化特点，所计算的相关分析的准确性也是难以保证的，误差难以校正。

南斯拉夫特雷比什尼察河流域建立了系统的自动观测站，有的观测点已工作了60年之久。长期观测是经济而有效的，如匈牙利全国对120个泉进行了长期观测，每年所用的经费只相当于一个80米深的钻孔费用，但所获得的成效比一个钻孔获得的资料大得多。120个泉水观测点控制13200平方公里面积，不但获得了有关这些地区的导水系数，且也能了解到地下水的水动力特征，它远远超出了一个钻孔所能收到的效益。

2. 联通试验

英国孟迪普丘陵区的切德尔(Cheddar)泉域和特雷比什尼察河流域进行了比较精细的联通试验工作，这项工作往往要开展5年或更长的时间。

连通试验最常用的方法有：染色的石松孢子、荧光染色剂、食盐、同位素氚、地质炸弹、洪水脉冲等。染色剂的一个主要缺点是染料投入后在水中需要一定的溶解时间（是未知数），因此直接影响到时间计算上的准确性。另外，我们所求算的距离、流速等数值都是按最理想的直线距离求算的，但实际上溶道在地下的流程往往是弯曲复杂的，所以很难反映真实情况。在南斯拉夫投放一次染料需用量达数百公斤至千余公斤，因为当暗河流程太长时示剂太少将会难以达到预期效果。地质炸弹克服了染色剂的某些弱点，但它在暗河中运行时会“卡”在一条小溶隙中而停止运移，这也会造成误差。

早在1879年就曾利用人为的脉冲波测定马尔姆坦落水洞与埃尔黑德（Airehead）泉之间的连通性了，1972年的一次试验计算出通过洪水溶道的体积为42000立方米。在一条溶道的充水部分洪水波的传递几乎是瞬间的，然而洪水本身的传递却需要一定的时间，于是溶道的体积可由第一个到达的洪水波与洪水本身到达的时间内的泉水总流量来确定。洪水本身到达的时间是以泉水硬度的减低为标志，因为洪水硬度一般低于基流的硬度，这样求出切德尔泉的充水溶道体积为 1.13×10^5 立方米（ $\pm 30\%$ ）。脉冲法只适用于无支脉的溶道，而对较复杂的溶道，脉冲的形式是交错的、重复的。这一手段是经济有效的，它可利用天然洪水脉冲或人工的洪水脉冲（在落水洞上游筑一土坝，然后再炸掉它引起人为的洪水脉冲）来进行。这一途径在我国尚未采用。

× × ×

喀斯特水文学的研究工作在我国已逐渐开展，但从研究现状来看仍落后于国外的水平。为此，我们选择了七十年代后期的较好的文章向读者们推荐，希望能对我国喀斯特水文学的研究工作起到有益作用。此译文集由何宇彬、许渭铭、张菊明、车用太合译。如读者发现有不当之处希批评指正。

何宇彬 1980年12月于北京

目 录

灰岩含水层的水文学特征	1
韦科劳普普泉群水文学特征	21
英国萨默塞特州孟迪普丘陵区灰岩中的散流和管流	37
罗克泉和托姆普森泉的流量及水化学特征	52
喀斯特水的地球化学特征	67
从衰减曲线的分析估算喀斯特的有效空隙度及导水性	75
喀斯特径流数学分析的某些特征	87
地下水运动发育良好的喀斯特系统水流的分析	97
确定封闭淹没溶原中水储量的一种快速方法	119
与地表水库相联系的地下水库的水文地质计算	138
预测来自喀斯特化区域内径流的数学模型	146
含水层参数的确定 (用放射性追踪剂的双孔脉冲法)	164
研究喀斯特含水层水力动态的一种方法	174
溶原地区水资源工程系统的特征	211
深部喀斯特水的动态	220
被淹没的溶盆中的水状况	239
喀斯特泉流量衰减的水文过程线统计分析	253

灰岩含水层的水文学特征

D. I. 史密斯, T. C. 阿特金森, [英] D. P. 德鲁

引 言

水文学是研究降落在地面上的水运动的科学, 它可分为地表水文学与地下水文学。

降落在地面上的大气降水, 终究都要流入大海中去。陆地水的这种排泄过程可以看作是不同期间的贮水体之间以不同的速度转移的系列。图 1—1 表示了灰岩地区的这种水运动的循环次序。

1. 空隙度与渗透系数

空隙度与渗透系数是决定各种岩石中的地下水性态的两个基本特性。在块状灰岩中, 原始空隙度与渗透系数一般是非常低的, 次生空隙度很少超过 2%, 次生渗透性则是非常重要的。图 1—2 给出了主要灰岩类的空隙度与空隙大小, 位于图之右部的另一区表示岩石的总空隙度与次生空隙度大小的范围。在空隙度方面, 原始与次生区域之间的差别很小, 但在空隙大小方面, 次生空隙比原始空隙大 10~100 倍。对某一个空隙度而言, 空隙的大小是控制渗透系数的主要因素。图 1—2 所示的渗透系数的等值线, 它们是由 0.0001~0.001 (空隙规模小于 0.01 毫米时) 增大到 10,000 米/日或更大 (空隙规模为 10~100 毫米时)。这些数值是以如下假定为基础推算出来的。把岩石看做是由一系列管道组成, 这些管道是在水流方向上成行排列着的一束平行而笔直的管道。这样的假定, 严格地说是不能成立的, 尤其是在空隙非常大

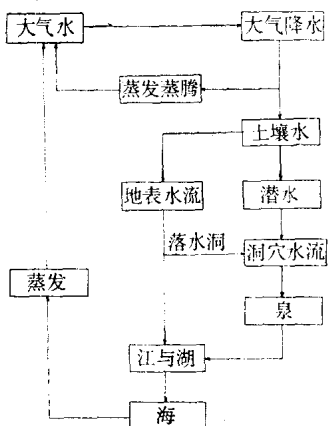


图 1—1 灰岩地区 水循环略图

或在空隙度很高与很低的情况下。然而，计算所得的渗透系数值同野外与室内实测而得的数值，是完全一致的。块状灰岩的图解最清楚地说明了次生空隙度对渗透系数的影响。在这类岩石中，节理与层面的扩展导致其渗透系数比原始值增大10,000倍以上。洞穴的发育，则使正常的渗透系数增大千万倍。

岩石的空隙度与渗透系数也可分为均质的与非均质的，各向同性的与各向异性的。结晶灰岩具有明显的各向异性，沿着节理、断层

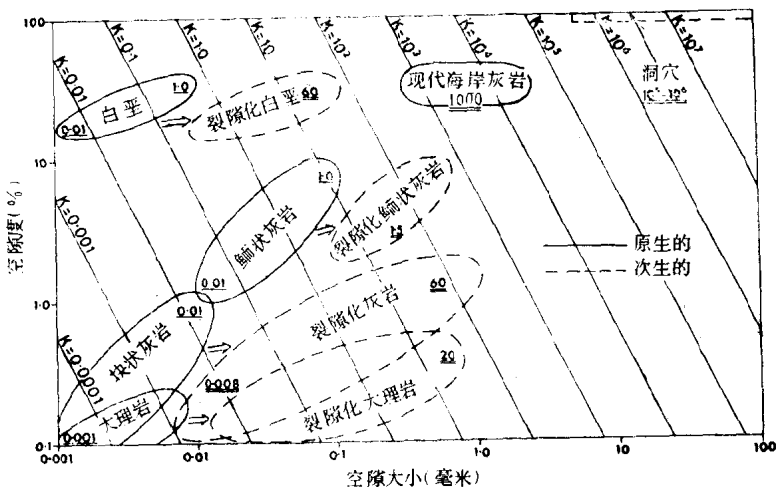
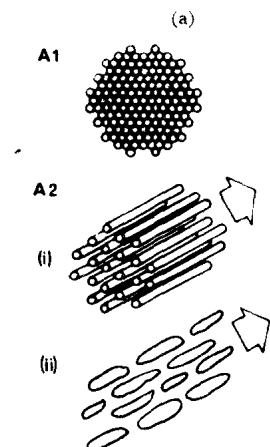


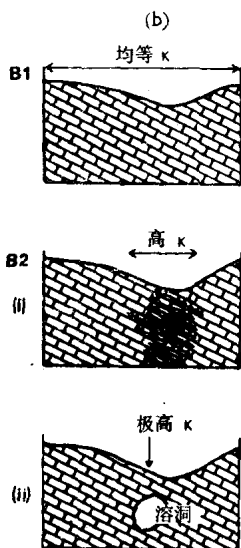
图 1—2 碳酸盐岩石的原始与次生空隙度、空隙大小与渗透系数。理论上的渗透系数 K 的等值线是根据把岩石看做是象一束平行而笔直的毛细管似的管道那样导水的假定来绘制的。画线标出的数值，说明了有关岩石中所遇到的渗透系数的一般范围。双线表示总的渗透系数，单线表示原始渗透系数

与层面表现出很高的渗透性，而在没有受到扰动的岩块范围内，空隙度与渗透系数实际上等于零。然而，当节理与层理的发育是区域性的，而且是发育有规则时，那么在大范围内看来，在水文学上也可以认为是均质的。图1—3对上述诸概念，作了说明。



(a) 一点上测得的性质；

各向同性：所有方向上的渗透系数相等，如砂与砾石。各向异性：沿着箭头所指的方向上，渗透系数高，垂直方向上低。如(i)所示的平行管道，在垂直管道的方向上渗透系数为零。又如(ii)所示的拉长的卵石成行排列而成的砾石层，在其中沿长轴方向上的空隙的弯曲比沿短轴方向上的空隙的弯曲少一些。



(b) 广大区域上测得的性质；

均质的：横穿均质含水层的剖面上，具有相等的节理间距与空隙度，在广大区域内的渗透系数相等，如英国中部地区的Banter 砂岩。

非均质的：节理间距是变化的，在破裂面的密度较大的部位，产生渗透系数大，如英格兰南部的白垩层。

高度非均质的：洞穴处的渗透系数极高，而其余部分的渗透系数如同B₁一样是均等的，例如英格兰高地的石炭纪灰岩。

图 1—3 含水层性质的各向同性与均质性的概念

比起其它类型的含水层来，灰岩含水层的连通性更加发育。含水层中的水流，通过强烈的溶解作用，改变与改造着水流的途径，因此当发育地下水系统时，其水文学的特征也发生变化。一般说来，灰岩含水层是随时间而变得更加各向异性和更加透水。

2. 地下水流的理论上的考虑

关于地下水运动的理论与实践方面，大多数都是假定水流是层流。这就意味着，在水流方向上，每个水质点都是只运动于平行层内，没有横向的分量。层流一般是局限于粒间空隙、非常细小的管道和具有低速的通道中。在喀斯特化灰岩与地表河流中常见的紊流则涉及到叠加在主流方向上往返移动的混杂与旋流运动。在直径约大于1厘米的溶道中，水流一般都是紊流。

在具有一定大小的溶道中，流速很低时，水流将是层流。如果当流速超过了该溶道所特有的某一临界值，那么就会变成紊流。这个临界值，称其为雷诺数 (Vennard, 1961)。雷诺数表示为流速与管道直径的乘积：

$$N_R = \frac{\rho v d}{\mu}$$

式中， N_R 为雷诺数， v 为平均流速， d 为管道直径， ρ 为流体的密度， μ 为粘度。一般说来，雷诺数低于500时水流将是层流，大于2000时将是完全的紊流，如图1—4所示。介于上述两个数之间时，只有一部分是紊流。怀特与朗耶(White, Longyear, 1962)及阿特金森(Atkinson 1968)讨论过洞穴形成期间由层流到紊流过渡的重要性。

在溶道中的水流为紊流时，可用下列的达尔西—韦斯巴茨(D'arcy—Weisbach)方程来表示流量同管径与水力梯度的关系：

$$\frac{Q^2}{a^2} = \frac{2dg}{f} \cdot \frac{dh}{dl}$$

式中， Q 为流量， a 为横截面积， g 为重力加速度， f 为摩擦系数， $\frac{dh}{dl}$ 为水力梯度。摩擦系数值的大小取决于雷诺数与管道的

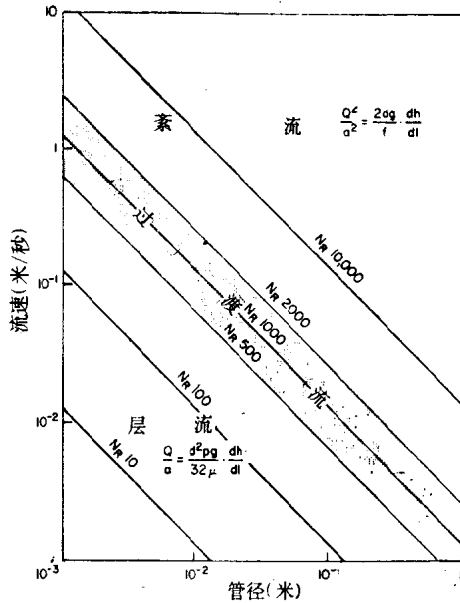


图 1—4 不同流速与管径下的雷诺数以及不同的水流状态区域

粗糙度。但是雷诺数非常高(对灰岩的溶道来说约为20,000)时,摩擦系数只取决于粗糙度,可用下列方程式来说明:

$$\frac{1}{\sqrt{f}} = 1.14 + 2.0 \log \frac{d}{e}$$

式中, e 是直径为 d 的管道内壁上的凸起高度。

与此相反地,可用下列的哈根-波依索列(Hagen-Poiseuille)方程来描述管道中的层流:

$$\frac{Q}{a} = \frac{d^2 \rho g}{32 \mu} \cdot \frac{dh}{dl}$$

式中的符号同前。该方程的形式同下列的达尔西定律的形式是一样的:

$$\frac{Q}{a} = k \cdot \frac{dh}{dl}$$

在层流与紊流两种情况下，地下水的运动都是同粘度有关的，而粘度是随着温度发生明显的变化。例如，温度由 5 到 35℃ 时，水的粘度约减少一半。虽然从一个气候区到另一个气候区，粘度的变化可以归结于这个原因，但在同一个气候区内，地下水温度的变化是很小的。

灰岩地区的主要特征是缺乏地表水，其中一部分是经过地表

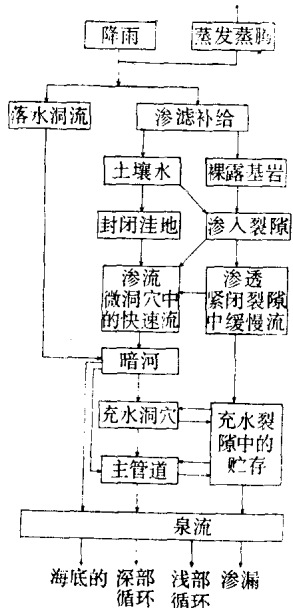


图 1—5 石灰岩地区地下
水流的流程框图

河流由落水洞转入地下的，可称之为落水洞水流或伏流 (swallet streams)，另一部分是经过土壤层或直接渗入到基岩中，可称之为渗滤补给 (percolation input)。在地表与泉之间，地下水可以流经不同的途径，可以在不同的持续时间内停留于贮存之中。图1—5以流程框图的形式，说明了灰岩地区地下水运动的过程。

1. 落水洞水

由落水洞进入地下的水，比渗滤水的流量大，相应地形成大型的溶道。许多被勘查的洞穴就是正在发育着的大型溶道或是它们的古迹。在还没有发生崩塌作用的地方，活动性暗河溶道的大小是与生成它

的水流流量有关。但在充满水的溶道中，则不一定是这样。

落水洞及洞穴的勘查表明，大型暗河一般都是跟地下支流相连通，这些支流又是由其它的落水洞与渗滤水补给的。图1—6所示的是爱尔兰的克莱尔（Clare）郡普尔纳戈伦-普莱尔瓦（Poul-na-gollum-Poulelva）洞穴系统中的暗河系统。这些暗河都是被限制在溶道内，一直到下游充水的溶道也是这样，这已由潜水勘查所证明。因此，直观的勘查清楚地说明暗河系统与地表河流网十分相似，它也是由落水洞水与渗滤水汇聚而成的支流，有时还彼此连通形成更大水流的所谓主洞穴通道。主洞穴延伸到自己所供水的泉水面附近而充满水。当然，很难彻底地查清楚这类系统，然而在普尔纳戈伦洞穴系统与约克郡的金斯达尔（Kingsdate）洞穴系统中，则几乎已经查清楚了（Brook, 1972）。

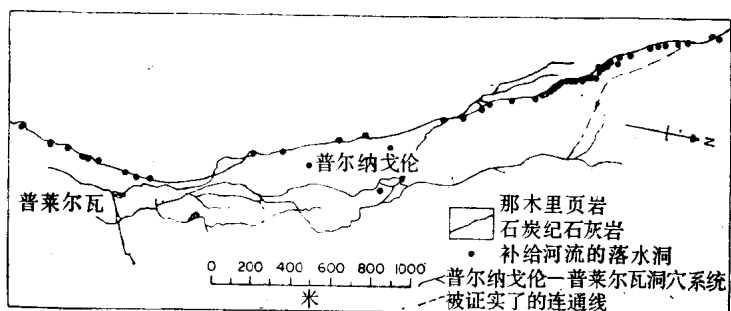


图 1—6 普尔纳戈伦-普莱尔瓦洞穴系统

代替直观勘查的方法是进行广泛的追踪试验。这类试验的方法很多（Drew 与 Smith, 1969），但所有的方法都是向落水洞或暗河投放各种标志性物质，在泉中取水样做分析，由此说明两者之间的连通与否、地下水的以及确定示踪物运移的平均时间和投放地点与泉之间的平均直线流速等特征。较为先进的方法是利用染成五种不同颜色的石松孢子来进行若干次分离的追踪试验。

很久以来，人们是利用化学的方法去追踪落水洞与泉之间的联系。一个典型的例子是在约克郡西北部的马尔姆坦（Malham Tarn）地区所进行的试验。那里有一条河流，是由一个湖中溢出

来的，并渗入到石炭纪灰岩的落水洞中去。卡特 (Cater) 与德维赖霍思 (Dwerryhouse) 于 1899 年用三吨食盐追踪了这条河流。河水是由埃尔黑德 (Airehead) 泉中再现的，它离落水洞有 3.4 公里远，海拔比落水洞低 190 米。现代的荧光色剂，只利用少量就可以，如布伦 (Brown) 与福特 (Ford, 1971) 在阿尔伯特的梅迪辛 (Medicine) 湖中所试验的那样，湖长达 8 公里，深 15 米，没有地面的溢流，分别追踪了三次到一个远离 15 公里、海拔低 430 米处的泉。这个试验，单位流量所用的染色剂的量比马尔姆 (Malham) 试验所用的食盐少 300,000 倍。

有些试验是为了查明整个地区的水文学特征，对于这类试验的结果，研究得不多，只有如下三个：奥地利的达茨田 (Dachstein) 阿尔卑斯 (Maurin 与 Zötl, 1959)、英格兰的孟迪普丘陵 (Atkinson, 1971a) 与牙买加的北部地区 (Brown, 1966 与 Drew, 1968)。在这三个地区，大部分工作是用石松孢子进行的。图 1—7a 为牙买加北部地区试验的结果，在整个地区看来地下径流的形式是相当简单的。图 1—7b 中则对马伦 (Maroon) 城附近的试验结果作了更详细地描绘。这个调查与其它地区的调查都证明，暗河系统的复杂程度非常类似于地表河流网，但是两者之间存在着重要的差异。在上述的三个地区，在暗河系统中出现了彼此相交而又不彼此混合的水流路线，如图 1—7b 上的 A 点。这只有水流是被限制在互相孤立的管道中才是可能的。一个落水洞连通许多泉的现象也不是罕见的，如图 1—7b 所示的系统的下游地区。这种现象在达茨田地区表现得更加清楚。很多的泉是位于几条溶道的汇聚部位，如图 1—7a 中的多诺克赫德 (Dornock Head) 泉。在有些情况下，各条溶道在未达到泉之前是不相会的，到了泉点以后才分别依次出露。因此，在孟迪普东部的圣邓斯坦 (St. Dunstan) 井中，水平相距仅两米的两个泉，各自具有不同的落水洞供给系统，具有不同的水化学特征 (Drew, 1969a, 1970a)。有两个或更多的这类出水点的泉并不是罕见的，克莱尔郡的基利尼 (Killeany) 泉就是更好的例子，一条裂隙的两端上